

Bemerkungen und Beobachtungen zur Frage des Vorkommens pleistozäner Glazial- und Nivalformen auf Kreta

Poser, Hans

Veröffentlicht in:
Abhandlungen der Braunschweigischen
Wissenschaftlichen Gesellschaft Band 26, 1976,
S.7-21



Verlag Erich Goltze KG, Göttingen

Bemerkungen und Beobachtungen zur Frage des Vorkommens pleistozäner Glazial- und Nivalformen auf Kreta

Von *Hans Poser*, Göttingen

Zusammenfassung. Die Frage nach einer pleistozänen Vergletscherung auf Kreta ist in der Literatur wiederholt gestellt, aber unterschiedlich beantwortet worden. Sie wird im folgenden Artikel erneut erörtert und auf der Grundlage von eigenen und fremden Beobachtungen verneint. Es fehlt bisher jede Spur von glazialer Erosion und glazialer Akkumulation. Die Ursachen für das Fehlen einer pleistozänen Vergletscherung werden im Mangel ausreichender Gebirgshöhe (Hebungen erst während des Quartärs!) und in einem für die vorgegebene Höhe wahrscheinlich noch zu milden Klima gesehen.

Die anschließend erstmalig gestellte Frage nach den Zeugnissen pleistozäner Nivation muß hingegen auf der Basis eines großen, am Psiloriti gewonnenen Formeninventars bejaht werden. Es handelt sich dabei um Steilzirken, Flachzirken, Mulden und Dolinen, die auf ihren Böden häufig mit rundhöckerartigen Felschilden oder anderen Felsglättungen ausgestattet sind und durch Nivation geformt, mitgeformt oder – nach primär andersartiger Anlage – überformt wurden. Am Psiloriti sind sie auf Höhen über 2000 m beschränkt und als Vorzeitformen der rezenten Periglazialstufe eingestreut. Sie bieten eine Möglichkeit zur Einschätzung der wärmeiszeitlichen Schneegrenze auf etwa 2600 m, d. h. auf 100–150 m über den heutigen Gipfeln.

Résumé. Dans la première partie l'article continue la discussion sur le problème d'une glaciation quaternaire dans les hautes montagnes de l'île de Crète. Les observations et les expériences de l'auteur et d'autres chercheurs conduisent à la négation d'une glaciation: aucune trace d'érosion ou accumulation glaciaires pouvait être trouvée. La cause de l'absence d'une glaciation est probablement le manque d'une altitude suffisamment grande des montagnes et un climat relativement doux par rapport à l'altitude.

Dans la deuxième partie l'article discute pour la première fois pour la région du Psiloriti le problème des témoins d'une nivation quaternaire à la base des formes fossiles. Il s'agit des cirques à pente forte, des cirques à pente faible, des petits vallons à pente concave et des dolines. Les fonds de ces formes montrent souvent comme traces de la nivation des parties de roche polie ou même des boucliers de roche polie à la manière des roches moutonnées. Dans le Psiloriti les formes de nivation sont limitées à l'altitude au-dessus de 2000 m; elles représentent donc des

formes anciennes dans la ceinture périglaciaire récente. Elles permettent de taxer la limite des neiges wurmiennes à environ 2600 m, c. à d. à 100–150 m au-dessus des sommets.

Die in der Überschrift dieser Mitteilung steckenden Fragen sind bisher nicht befriedigend beantwortet worden. Sie werden im folgenden neu gestellt und auf der Grundlage der vorgegebenen Literatur und eigener Beobachtungen neu erörtert. Den Anstoß dazu gibt die Bedeutung, die Kreta bei einer weiträumigen, übers Meer hinausgreifenden Vergleichung und Verknüpfung glazial- oder nivalmorphologischer Sachverhalte gewissermaßen als Brückenpfeiler zufällt.

1. Die Frage nach dem Vorkommen pleistozäner Glazialformen

Die Frage nach pleistozänen Glazialformen auf Kreta ist zugleich die Frage nach einer eventuellen pleistozänen Lokalvergletscherung seiner Gebirge. Sie kann sich ernsthaft nur auf die beiden westlichen der vier Kalkmassive beziehen, die sich in der Längsachse der Insel von West nach Ost aufreihen (Fig. 1), nämlich auf

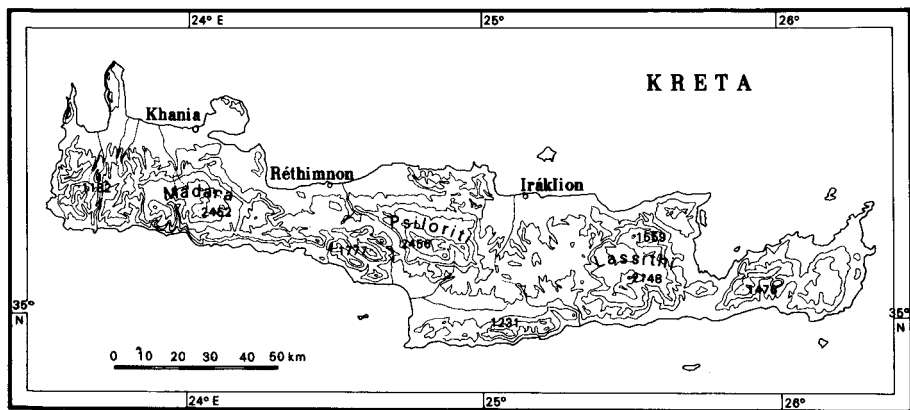


Fig. 1: Orographie von Kreta. Höhenlinien: 300, 600, 900, 1500, 2100 m.

die Madara oder Weißen Berge (2450 m) im Westen und das Psiloriti- oder Ida-Gebirge (2456 m) in der Mitte; denn allein diese beiden Gebirgsstöcke überschreiten mit ihren Gipfelregionen um einige hundert Meter das mit 1950–2150 m gut bestimmte Niveau der klimatischen Schneegrenze des südlichen Taygetos (O. Maull 1921, J. Hagedorn 1969), dem mit 220 km Abstand nächst gelegenen Hochgebirge. Die daraus ableitbare Erwartung eines glazialen Formenschatzes findet Nahrung noch darin, daß sich in der Gegenwart die Gipfelregionen beider Gebirge im Winter mit lang anhaltender Schneehaube beziehen und daß in einigen großen Hangnischen ihrer Nordflanken reiche, gelegentlich auch verfirnte Schneemassen weit in den Sommer bewahrt bleiben und in Resten manchmal sogar übersommern.

Die Antwort auf die Frage nach einem glazialen Formenschatz ist in der Literatur allerdings sehr verschieden ausgefallen. Besonders verschiedenartig erscheinen die beiden Hochgebirge im Kartenbild der bisherigen kleinmaßstäbigen Versuche einer Darstellung der Isohypsen würmzeitlicher Schneegrenzen des östlichen Mittelmeerraumes. Auf Kreta entfallen darin folgende Werte: 2300 m bei H. Louis (1944), 2250 m bei J. Büdel (1952), 2300? m (mit der Tendenz zu weniger) bei H. Paschinger (1957), 2250? m bei K. Kaiser (1963) und fast 2500 m bei B. Messerli (1967). Die Streuung dieser Werte um die Gipfelhöhe der Gebirge lehrt, daß vier der Autoren eine eiszeitliche Vergletscherung Kretas annehmen, ein Autor sie verneint. Zur Würdigung dieser Feststellung ist jedoch zu erwähnen, daß keiner der Autoren der Frage auf Kreta selbst nachging.

Unterschiedlich, wenngleich nicht ebenso stark divergierend sind auch die Aussagen derjenigen Autoren, die ihr Urteil auf eigene Feldforschung gründen konnten. Ein für die geologischen und physisch-geographischen Verhältnisse Kretas so guter Experte wie N. Creutzburg äußerte sich zunächst auf Grund zweier Reisen in den 20er Jahren eher zurückhaltend (1928, S. 24), indem er mit Bezug auf die Madara-Berge den abflußlosen Stau einiger Firnmassen in den Kaltzeiten für möglich hielt, zugleich aber betonte, daß „außer einer gewissen Glättung des Bodens keine Anzeichen bewegten Firnes, keine Moränenspur, vor allen Dingen keine Kare aufzufinden“ waren. Nach weiteren Reisen wiederholte N. Creutzburg (1960, S. 304) diesen Befund des Fehlens echter Vergletscherungsspuren in den Madara-Bergen, setzte aber dennoch die würmeiszeitliche Schneegrenze als knapp unterhalb der höchsten Berggipfel gelegen in 2300–2400 m an. Als Indizien dafür dienten ihm neben schwer definierbaren Frostschuttmassen und Schuttlagen an den Gebirgs- bzw. Dolinenhängen leider nicht näher bezeichnete „Anhaltspunkte“ dafür, daß die in 2000–2100 m Höhe gelegenen, sehr tiefen Großdolin im Zentralmassiv der Madara-Berge ganzjährig mit bewegungslosen Firnansammlungen gefüllt waren. Wenngleich diese Indizien – vielleicht wegen der Kürze ihrer Darstellung – nicht ganz überzeugen, haben die angegebenen Schätzwerte der würmeiszeitlichen Schneegrenze als Aussage des z. Z. besten Kenners der Gebirgswelt Kretas ihr besonderes Gewicht. Sie sind unter Berücksichtigung der Höhe der Gipfelregion nach der Vorstellung des Autors so zu interpretieren, daß würmeiszeitlich Teile des Gebirges vereist, zumindest mit Firn bedeckt waren.

Am Psiloriti hatte als erster V. Raulin dem Problem eiszeitlicher Vergletscherung Aufmerksamkeit geschenkt. Er hatte im Jahre 1845 die Gipfelregion aufgesucht und faßte später (1869, S. 461) seine Eindrücke – ohne detaillierte Formenbeschreibung – in dem Satz zusammen: „Je n'ai vu nulle part, dans les hautes montagnes, de traces moutonnées, polies ou striées, que l'on pourrait attribuer à d'anciens glaciers; les roches calcaires présentent ces érosions par dissolution qui sont désignées, en Savoie, sous le nom de lapias.“ Ich selbst gelangte 1956 gelegentlich periglazialmorphologischer Untersuchungen zu prinzipiell gleichen Feststellungen und schloß danach ebenfalls jede Vergletscherung des Gebirges aus (H. Poser 1957,

S. 128 ff.), hielt aber in gewisser Übereinstimmung mit anderen Autoren eine Schneegrenzhöhe von 2300 m theoretisch diskutabel.

Läßt man den Inhalt des einschlägigen Schrifttums im Detail Revue passieren, dann werden nicht nur die den Stand der Forschung kennzeichnenden großen und kleinen Abweichungen der Aussagen sichtbar, sondern auch ein bißchen Verlegenheit: die aus den Schneegrenzdaten des festländischen Rahmens abgeleitete Wahrscheinlichkeit einer pleistozänen Vergletscherung Kretas läßt sich durch Beobachtungen in den durch und durch verkarsteten Hochgebirgen der Insel nicht so recht in den Griff kriegen. Hoch liegende Hangnischen, die man aus der Fernsicht für Kare halten möchte, erweisen sich gewöhnlich aus der Nähe als Kammdolinen (Terminus nach J. Hagedorn 1969, S. 92 f.); hoch aus den Gebirgshängen austreichende weite Täler mit Querwällen aus Fels oder Schutt auf der Sohle, in welchen man Glazialformen vermuten könnte (Abb. 1), entpuppen sich bei näherer Betrachtung als primär fluvial angelegte Vorzeitformen mit nachträglicher Umgestaltung durch Dolinenbildung auf den Talböden oder auch als nur talartige Hohlformen, entstanden durch eine dichte Aufreihung von Dolinen; glatte, aber nachträglich durch Mikrokarstbildungen gerauhte Felsflächen, die in den Gipfelregionen als glazialer Anlage anmuten, kommen kaum anders in den mittleren und tieferen Höhenlagen der Karstgebirge vor und sind hier zweifellos durch das Zusammenwirken von Lösungsvorgängen und Abspülung geschaffen, was bedeutet, daß die ähnlichen



Abb. 1: Blick von Phaistos nach N auf die Südwand des Psiloriti. Die Erhebung im Mittelteil des Gebirges, der Mawri, mit einem ausstreichenden Talstumpf, der bei Fernbeobachtung einem Glazialtal ähnelt. – Phot. H. Poser.

Erscheinungen in der Gipfelregion ebenso entstanden sein könnten und daher ihrer Mehrdeutigkeit wegen keine Zeugniskraft haben. Auch die Tatsache, daß keiner der Feldforscher Gletscherschrammen beobachtete, sei resümierend noch einmal erwähnt, obgleich sie insofern kein Gewicht hat, als bekanntlich selbst würmeiszeitliche Gletscherschrammen auf Kalkgestein durch Lösung meist völlig ausgelöscht sind. Indes, auch ohne diese Tatsache, fügen sich alle übrigen Feststellungen zu einem – im Hinblick auf die Vergletscherungsfrage – umfangreichen Negativkatalog, dem sich auch noch der von allen Beobachtern hervorgehobene Mangel an glazialen oder glazifluvialen Akkumulationsmassen und Akkumulationsformen eingliedert. Man kann aus dem Inhalt dieses auf Übereinstimmungen beruhenden Kataloges m. E. nur – erneut – die Folgerung treffen, daß es auf Kreta während des Pleistozäns keine Gebirgsvergletscherung gab.

2. Die Frage nach dem Vorkommen pleistozäner Nivalformen

Die zweite Frage betrifft die Möglichkeit des Vorhandenseins von Zeugnissen pleistozän-kaltzeitlicher Nivation, was vom Stand bisheriger Beobachtungen her soviel heißt, ob nicht gewisse Nischen, Zirken und sonstige Formen der Gipfelregion durch Nivation erzeugt oder nach primär andersartiger Anlage durch Nivation überformt wurden. Zu denken ist dabei natürlich in erster Linie an jene Hohlformen, von welchen bereits oben berichtet wurde, daß sie auch noch unter den heutigen Klimabedingungen winterlich eingelagerte Schneemassen bis weit in den Sommer hinein konservieren.

Nach eigenen Beobachtungen am Psiloriti sind diese Hohlformen nach Gestalt und Genese verschieden. Die einen sind rundlich geschlossene Erosions- oder Trichter dolinen, einzeln oder zu mehreren vergesellschaftet und aufgereiht oder ineinander verschachtelt (Abb. 2). Sie sind besonders häufig, über das ganze Gebirge verstreut, doch von auffallender Dichte rings um die Kante der Gipfelflächen, hier bei Schneefegen als vorzügliche Schneefänger wirkend. Andere Hohlformen ähneln großen Quellzirken (Abb. 3), sind mit steilen Hängen aus Fels und Schutt unter dem Rand der Gipfelflächen in die ebenfalls steilen Außenhänge des Gebirges eingetieft und haben einen in der Regel nach außen schwach geneigten, gelegentlich aber mit einem flachen Querriegel versehenen Boden. Sie sind nicht zahlreich und finden sich vorzugsweise auf der Nordflanke des Massivs. Sie sind ohne Beziehung zum heutigen Grundwasser, das erst einige hundert Meter tiefer im Gebirgshang austritt; und es ist angesichts der großen Mächtigkeit der das Gebirge in seiner ganzen Höhe aufbauenden, sehr durchlässigen Kalkformationen recht unwahrscheinlich, daß sie überhaupt je Beziehung zum Grundwasser hatten. Eine häufiger auftretende Variante von dieser Hohlform hat die Gestalt eines Flachzirkus oder eines bergabwärts geöffneten Amphitheaters; auch sie ist gelegentlich durch einen felsigen Querriegel gesperrt (Abb. 4). Weitere Hohlformen haben die Gestalt von schmalen Ursprungsmulden mit flachen bis mittelsteilen Fels- und Schutthängen und einem flachen, schalenförmigen Talschluß (Abb. 5). Beschränkt auf den höheren Gebirgs-



Abb. 2: Gipfelregion des Psiloriti, SE-Hang. Aufgereihete und ineinander verschachtelte Dolinen, die im Winter und Frühjahr als Schneelöcher fungieren. In den oberen Hangteilen links und am Boden der vorderen Doline Kleinformen rezenter Solifluktion. – Phot. H. Poser.



Abb. 3: Gipfelregion des Psiloriti, SE-Hang. Im Vordergrund die felsige Rückwand eines Steilzirkus; im Mittelgrund links einige weitere in die Gipfelfläche eingetiefte Steilzirken. – Phot. H. Poser.



Abb. 4: Gipfelregion des Psiloriti, E-Hang, 2200 m. Flachzirkus mit rundhöckerartigem Felsschild; am Fuße davor Anreicherung von Feinerde, Vegetationsverdichtung und Solifluktionsblüten. – Phot. H. Poser.



Abb. 5: Gipfelregion des Psiloriti, S-Hang. Schalenförmiger Talschluß eines Muldentälchens. – Phot. H. Poser.

bereich, sind auch sie ohne Beziehung zum Grundwasser. Schließlich kommen noch Mischformen vor, vor allem solche, bei welchen Steil- oder Flachzirken nachträglich durch Neubildung von Dolinen vertieft wurden, die dann meistens vor der Rückwand der Zirken liegen.

Abgesehen von derartigen nachträglich gebildeten Dolinen machen alle Hohlformen der Gipfelregion, gleich welchen Typs sie sind, den Eindruck von Vorzeitformen. Dieser wird auch nicht verwischt durch das Auftreten junger und jüngster Begleiterscheinungen an und in den Hohlformen, wie etwa der Ansammlung von frischem Frostschutt an den Hängen und Wänden der Steilzirken oder der Ansammlung von angeschwemmter Feinerde aus Lösungsrückständen des Kalkes auf dem Boden der Hohlformen mit der Folgewirkung lokal bevorzugter Durchfeuchtung und Begünstigung der Mikrosolifluktion einerseits oder der Verdichtung der Gras- und Staudenvegetation andererseits (Abb. 2, 4, 5). Zumal bei den Steil- und Flachzirken sowie den kurzen Muldentälchen drängt sich – außer durch den Umstand, daß viele von ihnen auch in der Gegenwart winters Schnee speichern – allein schon durch deren Gestalt die Vorstellung auf, daß sie durch Nivation und deren Zusammenspiel mit Frostverwitterung und Solifluktion an den Hängen und mit Frostsprengung und Schmelzwasserspülung am Grunde der Firneinlagerung entstanden oder – bei primär andersartiger, etwa fluvialer Anlage – durch diese gleichen Prozesse stark überformt sein müßten; während bei den durch Lösung gebildeten Dolinen sich die Morphodynamik eingelagerten Firns auf geringfügige Umgestaltung von Hang und Boden beschränkt haben dürfte. Alle die Vorzeitformen haben ihre Entsprechung in rezenten Analoga, etwa jenen in den Alpen, die H. Berger (1967, S. 74) unter anderen unter den Bezeichnungen „Nivationsnische“, „Nivationsschale“, „Nivationsmulde“ und „Nivationsdoline“ dargestellt hat.

Es bliebe natürlich wenig befriedigend, wenn sich Aussagen über einstige Nivation im wesentlichen nur auf die genetische Interpretation der Hohlformen, deren Parallelisierung mit rezenten Analoga und die Annahme stützen müßten, daß noch heute schneebewahrende Hohlformen der Gipfelregionen unter eiszeitlichem Klima sehr viel stärker mit Schnee oder Firn von nivalmorphologischer Wirksamkeit gefüllt waren. Im Hinblick hierauf gewinnen die in manchen Hohlformen konstatierten Querriegel als Erscheinungen weiterer Aussagemöglichkeit an Bedeutung. Sie stellen geglättete Felsschilde dar, die den Boden der Hohlformen überspannen und nach Gestalt und Beschaffenheit – mit flacher glatter Hangfläche im Gegengefälle zum Oberlauf und mit steiler uneglätteter und schuttreicher Stufe zum Unterlauf gerichtet – kleinen Rundhöckern ähneln. Die Abbildungen 6 und 4 führen derartige Formen vor, die eine am Boden einer Doline im Niveau von ca. 2350 m, die andere am Boden eines Flachzirkus in etwa 2200 m. Als eine diesen Felsschilden verwandte Erscheinung erscheint eine von Hang zu Hang vollends durchgreifende Querstufe, die – im Unterschied zu den Felsschilden – an relativ festere Gesteinsschichten gebunden ist, mit den Felsschilden aber andererseits die Glattheit und Rückläufigkeit der Oberfläche bzw. Stufenfläche gemein hat.



Abb. 6: Gipfelregion des Psiloriti, 2350 m. Felsschild – rundhöckerartige Nivationsglättung am Boden einer Doline. Die Felsoberfläche nachträglich durch rezente Frostdynamik mosaikartig zerlegt und durch rezente Lösung mit Formen des Mikrokarstes versehen. – Phot. H. Poser.

Im Gegensatz zu anderen geglätteten Felspartien, von welchen oben die Rede war (S. 4), entziehen sich die Felsschilde der Deutung durch Abspülung. Ihre Erscheinungsweise auf dem Boden der Hohlformen als schildförmig aus dem gleichen Gestein herausmodellerte Felsaufwölbung mit dem asymmetrischen Aufbau ihrer niedrigen Hänge und ihrer soeben charakterisierten unterschiedlichen Beschaffenheit und Orientierung zum Hauptgefälle läßt sich nicht besser erklären als durch Firnerosion oder Nivation. Auch für die durchlaufenden Querstufen bietet sich im Rahmen aller Besonderheiten ihrer Beschaffenheit die Nivation als entscheidendes Agens an. Gletschererosion, die theoretisch ebenfalls in Betracht gezogen werden könnte, entfällt als Alternative aus Mangel an für sie sprechenden Zeugnissen.

Diese Schlußfolgerungen auf Nivation würden natürlich noch mehr erhärtet sein, wenn sich Nivationsschrammen nachweisen ließen, etwa auf den Glattflächen eben der Felsschilde und der Querstufen. Aber in dieser Hinsicht sind alle bisherigen Beobachtungen von V. Raulin, N. Creutzburg und mir ohne Erfolg gewesen. Offenbar sind alle Schrammen nachträglicher Verkarstung, vielleicht zum Teil auch der mechanischen Verwitterung zum Opfer gefallen. Abb. 6 zeigt als ein Beispiel einen Felsschild, dessen Glattfläche nachträglich augenscheinlich durch

Frostdynamik großmosaikartig zerlegt und durch Lösungsprozesse mit den Formen eines Mikrokarstes versehen wurde. Noch viel stärker ist durch die gleichen Kräfte und Prozesse der geradezu zerhackt erscheinende Felsschild der Abb. 4 beansprucht. Diese Gebilde nachträglicher Umformung sind Ausdruck und Ergebnis der nahezeitlichen bzw. jetztzeitlichen Morphodynamik. Solcher Entstehung und solchen Alters können sie den Ansatzpunkt für die Datierung der ganzen Formengemeinschaft abgeben. Als Jetztzeitformen den Felsschilden und Querstufen aufgeprägt, kennzeichnen sie diese und zugleich auch die Hohlformen, welchen die Felsschilde und Querstufen als integrierende Bestandteile angehören, als pleistozäne Vorzeitformen kaltzeitlicher Genese. Eine noch weitere Rückdatierung als ins Würmglazial läßt das Material nicht zu.

Einige Bemerkungen sind noch der Verbreitung der Nivationsformen zu widmen. Wie schon in anderem Zusammenhange angedeutet, haben die verschiedenen Formentypen eine unterschiedliche Häufigkeit und Verteilung. Die geringste Häufigkeit haben am Psiloriti die Steilzirken. Mit der Beschränkung auf den oberen Bereich der Gipfelregion haben sie auch die geringste Ausbreitung. Häufiger und weiter verbreitet sind die Flachzirken und flachen Talschlüsse. Unter allen Hohlformen, die einst als Schnee- und Firnkammern fungierten und Spuren der Nivation zeigen, spielen, wie es scheint, nach Häufigkeit und Verbreitung Klein- und Großdolinien die Hauptrolle. Die Gesamtheit dieser durch vorzeitliche Nivation geformten, mitgeformten oder überformten Erscheinungen trägt zur Charakterisierung einer ziemlich ausgedehnten Höhenstufe bei; in ihr vollzieht sich entsprechend der soeben gekennzeichneten Differenzierung des Auftretens der verschiedenen Formentypen von der Gipfelregion bis zu ihrer Untergrenze eine qualitative und quantitative Verarmung dieses speziellen Formenschatzes. Für die Untergrenze kann mangels ausreichend präziser Beobachtungen dazu leider keine befriedigende Höhenangabe gemacht werden; doch liegt sie – zumindest an der Ostseite der Gipfelregion des Psiloriti – noch um wenigstens 200 m unterhalb der Formen der Abb. 4, d. h. etwa in 2000 m. Das bedeutet, daß sich in diesem Hangbereich die Stufe vorzeitlicher Nivation über mindestens 450 Höhenmeter erstreckt. Gedanklich versetzt in die Zeit der vollen Aktualität ihrer Prozesse und Formen, wird diese Nivationsstufe dem vergleichbar, was für die Gegenwart H. Berger (1967, S. 75) in den Alpen als „Schneefleckenlandschaft“, P. Hupfer (1894) am Ätna und W. Klaer (1962, S. 19 f.) in den vorderasiatischen Hochgebirgen als „Firnfleckenregion“ bezeichneten; diese ist gewissermaßen die oberste Abteilung der Periglazialstufe, und zwar in dem Sinne, daß sich in ihr die Nivationsformen mit allen möglichen Periglazialerscheinungen sonstiger Genese mischen. Die heutige Situation am Psiloriti – und sicherlich ähnlich in den Madara-Bergen – ist jedoch die, daß die vorzeitlichen Nivationserscheinungen dem obersten Stockwerk der rezenten Periglazialstufe eingebettet sind. Die Untergrenze dieser Stufe liegt am Psiloriti nach früheren Untersuchungen (H. Poser 1957, S. 123, 128) in etwa 1800 m Höhe; während die eiszeitliche Untergrenze bei 800–900 m lag. Anders ausgedrückt, besagen diese Daten, daß die periglaziale Höhenstufe am Psiloriti am Ende des Eis-

zeitalters im Zuge der Veränderung der klimatischen Bedingungen mit ihrem Schrumpfen von der 800–900-m-Untergrenze auf die 1800-m-Untergrenze gewissermaßen aus Mangel an weiterem Höhenraum als Rückzugsgebiet ihre Firnfleckenregion als natürliche obere Abteilung verlor. Was die Nivation bis dahin erzeugt hatte, verfiel nunmehr in den Zustand der Vorzeitform, bis auf wenige höchst gelegene und nördlich bis östlich exponierte Zirken und Dolinen, in welchen Schneeflecken noch vorkommen und mäßig aktiv sind.

Schluß

Die vorangegangenen Ausführungen gipfeln in den beiden Ergebnissen der Verneinung einer pleistozänen Vergletscherung auf Kreta und des Nachweises einer pleistozänen (würmeiszeitlichen) Nivation, letzterer geführt auf dem Wege über die Feststellung und Interpretation eines entsprechenden Formenschatzes. Beide Ergebnisse haben ihre Konsequenzen und eröffnen weitere Fragen und Wünsche, auf die hier im Schlußabschnitt dieser Mitteilung nur noch ein Ausblick – ohne Detaildiskussion – gegeben werden soll.

Soweit es das Fehlen der Vergletscherung anlangt, umfaßt der Geltungsbereich der Aussagen in räumlicher Hinsicht alle Hochgebirge Kretas und in zeitlicher Hinsicht das ganze Quartär, dies insofern, als sich überhaupt keine glazialen Formen und Ablagerungen finden ließen. Dieser Sachverhalt legt erneut die früher (H. Poser 1957, S. 130) schon einmal kurz angeschnittene Frage nach den Ursachen für das Fehlen der Vergletscherung nahe. Ihre in Zukunft noch zu führende Erörterung wird sich vor drei Alternativen sehen: a) der Möglichkeit der Unzulänglichkeit der kaltzeitlichen Klimate über Kreta für eine Vergletscherung bei ausreichender Reliefhöhe, b) der Möglichkeit der Unzulänglichkeit der Reliefhöhe bei an sich ausreichendem Klima, und c) der Möglichkeit der Unzulänglichkeit beider Faktoren, sowohl des Relief- als auch des Klimafaktors. Vielleicht wird der dritten Alternative die größere Wahrscheinlichkeit zufallen. Es darf nämlich als sicher gelten, daß die Gebirge Kretas ihre gegenwärtigen Höhen im wesentlichen erst in Auswirkung der – vor allem von N. Creutzburg (1958, 1960) herausgearbeiteten – starken Vertikalbewegungen erhielten, die die tektonischen Blöcke der Insel im Quartär erfuhren; und hinsichtlich des Klimafaktors ist es denkbar, daß das eiszeitliche Klima Kretas bezüglich seiner Temperaturverhältnisse im Vergleich zu den damals vergletscherten Gebirgsregionen Südgriechenlands als Folge der maritimen Lage der Insel im Zentrum des östlichen Mittelmeeres graduell ebenso begünstigt war wie heute und infolgedessen keine Vergletscherung aufkommen ließ, sondern, wenigstens im Würm, gerade eben zur Entwicklung einer Nivationsstufe ausreichte.

Wie immer die Ursachen für das Fehlen der Vergletscherung waren, das Faktum derselben als solches wird nicht übersehbar sein bei der Konstruktion von Karten der Linien gleicher Schneegrenzhöhe für den Ostteil des Mittelmeerraumes. Mit Bezug auf eine solche Absicht oder Aufgabe besteht das natürliche Bedürfnis nach

einer Vorstellung von der theoretischen Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze über Kreta. Zunächst ist mangels jeglicher Glazialspuren anzunehmen, daß die Schneegrenze weit über dem Gipfelniveau lag. Weitere Erwägungen darüber können sich an der Existenz der eiszeitlichen Nivationsstufe orientieren. Nach Erfahrungen in den Alpen breitet sich die Nivationsstufe der Gegenwart als Gürtel zwischen der klimatischen Schneegrenze und der Untergrenze ausdauernder Schneefelder über mehrere hundert Höhenmeter aus (H. Berger, 1967, S. 75). Dieser Betrag ist am Psiloriti durch die eiszeitliche Nivationsstufe mit nur 450 m sozusagen nicht ausgeschöpft; es ist anzunehmen, daß sich im Falle größerer absoluter Höhe des Gebirges die Nivationsstufe höhenwärts noch um hundert, vielleicht hundertfünfzig Meter weiter ausgedehnt hätte, d. h. bis an die klimatische Schneegrenze, die danach bei etwa 2600 m gelegen haben würde.

Der Geltungsbereich der Aussagen über die Nivationserscheinungen und die Nivationsstufe umfaßt das Psiloriti-Gebirge und – aus Mangel an Beobachtungen – nur beschränkt noch die Madara-Berge. Es muß der künftigen Forschung vorbehalten bleiben, die Feldarbeit am Psiloriti noch zu intensivieren und zugleich auf die Madara-Berge und das Lassithi-Gebirge (2140 m), das seiner Höhe nach auch mit Nivationsformen ausgestattet sein dürfte, auszudehnen. Es wird dabei nötig sein, auch noch weitere Erscheinungen der Betrachtung einzubeziehen, um diesen speziellen Schatz an Vorzeitformen systematisch und erschöpfend zu erfassen. In

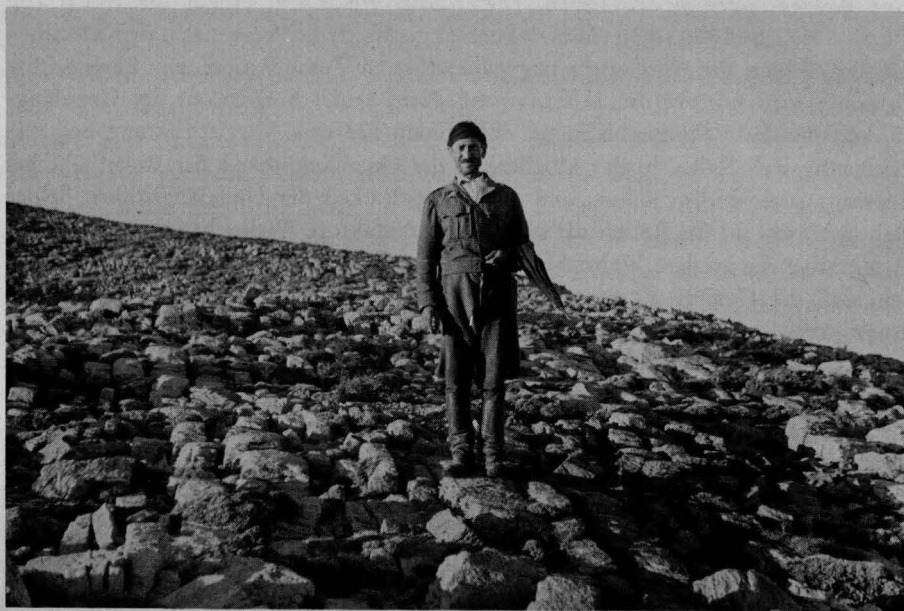


Abb. 7: Gipfelregion des Psiloriti, 2400 m. Schichtfläche als vorzeitliche Nivationsfläche mit nachträglicher Zerlegung durch Frostdynamik und Verkarstung. – Phot. H. Poser.



Abb. 8: Gipfelregion des Psiloriti, E-Hang, ca. 2350 m. Terrasse in der paläozoischen Kalkformation. Scharfkantiger Frostschutt; Gesteinsflächen teilweise mit Mikrokarst versehen. Nivationsterrasse. – Phot. H. Poser.

den obigen Ausführungen war nur eine Auswahl der Formen berücksichtigt, und zwar in erster Linie solche, deren Gestalt und spezielle Ausstattung genetische Schlußfolgerungen erleichterten; dazu gehörten Nivationssteil- und Nivationsflachzirken, Nivationsnischen, Nivationsmulden und Nivationsdolinien sowie Nivationsbuckel oder -felsschilde. Darüber hinaus gibt es aber noch manche Bildungen, die, nachdem der Einblick in den vorzeitlichen Nivationsformenschatz erst einmal gewonnen ist, als „nivationsverdächtig“ erscheinen. Dazu zählt die in der Gipfelregion relativ häufige Glättung freigelegter und nachträglich verkarsteter Schichtflächen (Abb. 7), die, im Verein mit den anderen Nivationserscheinungen gesehen, den Eindruck erweckt, durch Schneeschurf und flächenhafte Schmelzwasserspülung geschaffen zu sein. Auf den Gipfelflächen des Psiloriti – hier bereichsweise verbreitet – könnten sie das Ergebnis flächenhafter Firnbedeckung gewesen sein. Andere nivationsverdächtige Formen sind die im Gehänge der Gipfelregion ebenfalls recht häufigen Terrassen nach Art jener der Abb. 8, die zwar ähnlich aussehend auch in tieferen Gebirgslagen vorkommen und hier auf Lösung und Abspülung zurückgehen, also Karstterrassen darstellen, in der Gipfelregion aber, wiederum im Verein mit den übrigen Nivationsformen gesehen, sehr viel wahrscheinlicher mit Kryo-planations- oder Nivationsterrassen (vgl. Neues zu diesem Formenkomplex bei J. Demek 1972, S. 145, H. Karrasch 1972, S. 155 ff. u. 1974, S. 287 ff., E. Schunke

1974, S. 274 ff.) identisch sind. Es muß Aufgabe weiterer Feldarbeit sein, auch darüber endgültig zu befinden.

D a n k : Den Herren Prof. Dr. J. Spönemann und Dr. K. Prießnitz danke ich für eine kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- Berger, H.* (1967): Vorgänge und Formen der Nivation in den Alpen. – Buchreihe Landesmuseum Kärnten, XVII. Bd., 2. Aufl. Klagenfurt.
- Büdel, J.* (1952): Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika, Erdkunde, VI, S. 104 f.
- Creutzburg, N.* (1928): Kreta. Z. d. Ges. f. Erdkde. Berlin, S. 16 f.
- , — (1958): Probleme des Gebirgsbaues und der Morphogenese auf der Insel Kreta. Freiburger Univ.-Reden, N.F., H. 26. Freiburg.
- , — (1960): Über junge Verschüttungserscheinungen auf der Insel Kreta und ihre Beziehungen zum Klima des Pleistozäns. Praktika Akad. Athen, 35, S. 293 f. Athen.
- Demek, J.* (1972): Die Pedimentation im subnivalen Bereich. In: Hans-Poser-Festschrift Göttinger Geogr. Abh., 60, S. 145. Göttingen.
- Hagedorn, J.* (1969): Beiträge zur Quartärmorphologie griechischer Hochgebirge. Göttinger Geogr. Abh., 50. Göttingen.
- Hupfer, P.* (1894): Die Regionen am Ätna. Diss. Phil. Fak. Leipzig.
- Kaiser, K.* (1963): Die Ausdehnung der Vergletscherungen und „periglazialen“ Erscheinungen während der Kaltzeiten des quartären Eiszeitalters innerhalb der syrisch-libanesischen Gebirge und die Lage der klimatischen Schneegrenze zur Würmeiszeit im östlichen Mittelmeergebiet. Rep. VI. Intern. Congr. on Quaternary Warsawa 1961. Vol. III, S. 127 ff. Łódź.
- Karrasch, H.* (1972): Flächenbildung unter periglazialen Klimabedingungen? In: Hans-Poser-Festschrift Göttinger Geogr. Abh., 60, S. 155 ff. Göttingen.
- , — (1974): Hangglättung und Kryoplanation an Beispielen aus den Alpen und Kanadischen Rocky Mountains. In: H. Poser (Hrsg.), Geomorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F., 29, S. 287 ff. Göttingen.
- Klaer, W.* (1962): Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. Heidelberger Geogr. Arbeiten, 11. Heidelberg.
- Louis, H.* (1944): Die Spuren eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. Geol.-Rdsch. 34, S. 447 ff. Stuttgart.
- Maull, O.* (1921): Beiträge zur Morphologie des Peloponnes und des südlichen Mittelgriechenlands. Penck's Geogr. Abh. X, 3.
- Messerli, B.* (1967): Die eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum, Geographica Helvetica, 3. Bern.
- Paschinger, H.* (1957): Die würmeiszeitliche Schneegrenze im Mittelmeergebiet. In: Klebelsberg-Festschrift. Mitt. Geol. Ges. Wien, 48 für 1955, S. 201 f. Wien.
- Poser, H.* (1957): Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Zeitschr. f. Geomorph., N.F., I, S. 113 ff. Berlin.

Raulin, V. (1869): Description physique de l'île de Crète. Vol. I u. II. Paris.

Schunke, E. (1974): Formungsvorgänge an Schneeflecken im isländischen Hochland. In: H. Poser (Hrsg.), Geomorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., III. F., 29, S. 274 ff. Göttingen.